

УДК 550.832.54

**ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАЛЕОНАПРЯЖЁННОСТИ
ПО РАЗРЕЗАМ СИБИРСКИХ ТРАППОВ
МАЙМЕЧА-КОТУЙСКОЙ И НОРИЛЬСКОЙ ПРОВИНЦИЙ
(предварительные результаты)**

*В.В. Щербакова, Г.В. Жидков, В.П. Щербаков,
А.В. Латышев, А.М. Фетисова*

Аннотация

Определения палеонапряжённости $H_{др}$, удовлетворяющие современным критериям достоверности, получены на представительной коллекции образцов (> 110 шт.), отобранных из разрезов двух территориально разнесенных трапповых регионов: это разрез Ергалах (Норильский район Сибирской трапповой провинции) и тыванкитская и дельканская свиты (средняя часть пермо-триасового вулканогенного разреза Маймеча-Котуйского района). Построена развёртка поведения $H_{др}$ по 17 палеозойским лавовым потокам тыванкитской свиты. Величина $H_{др}$ меняется в пределах (10–25) мкТл, при этом вариации $H_{др}$ не выходят за пределы ошибок её определения, что поддерживает гипотезу существования низкого геомагнитного поля на границе пермь – триас и может указывать на стационарный характер поведения поля в период формирования разреза. Низкие и крайне низкие величины $H_{др}$ (12 и 2 мкТл), полученные по 5 лавовым потокам разреза Ергалах, указывают на резкое понижение величины $H_{др}$ перед инверсией земного поля (или в ее начале), произошедшей на самом раннем этапе формирования норильской туфолавовой толщи.

Ключевые слова: палеонапряжённость, сибирские траппы, метод Телье, гипотеза MDL.

Введение

Сибирская трапповая провинция представляет исключительный интерес для палеомагнитологов. На огромной площади, покрытой траппами, различают несколько регионов с многочисленными обнажениями: Норильский, Маймеча-Котуйский, Путоранский, Тунгусский и др. Для разных частей разрезов имеются определения абсолютного возраста [1]. Согласно им процесс формирования траппов происходил около 250 млн лет назад в течение короткого временного периода порядка одного миллиона лет. Трапповые разрезы, как правило, сложены многочисленными потоками, их число достигает сорока и более на разных объектах. Изучение основных характеристик естественной остаточной намагниченности (NRM) пород по разрезу, от потока к потоку, даёт уникальную возможность построить достаточно подробную развёртку поведения палеонаправлений и палеонапряжённости на отрезке времени в миллион лет на рубеже перми и триаса и оценить их вариации во времени. В литературе подобные результаты имеются только для относительно молодых разрезов, хотя такого рода данные являются

принципиально важными для понимания эволюции геомагнитного поля и развития теории геодинамо.

Обращает на себя внимание современная гипотеза пульсов, по которой предполагается, что формирование траппов происходило короткими периодами – пульсами, в течение которых извергались огромные массы лав [2]. Анализ данных по сибирским траппам с точки зрения гипотезы пульсов даст возможность оценить продолжительность именно активной фазы вулканизма, когда в короткие периоды изливались гигантские объёмы магмы, что позволяет объяснить катастрофические изменения климата и всего животного мира Земли того времени.

Особый интерес представляет общая картина поведения земного магнитного поля во время мезозоя и позднего палеозоя (276.5÷86 млн лет). Согласно актуальной до сих пор гипотезе MDL (Mesozoic Dipole Low) виртуальный дипольный момент (VDM) в обозначенный период был значительно ниже ($\leq 4 \cdot 10^{22}$ Ам²) среднего VDM ($\sim 8 \cdot 10^{22}$ Ам²) в течение позднего кайнозоя [3–5]. Гипотеза MDL была поддержана результатами последующих работ [6–10].

Эту гипотезу поддерживают также данные по VDM, полученные рядом авторов по сериям базальтовых потоков сибирских траппов [11–14]. Они уверенно указывают на то, что во время излияния изученных лав (позднейшая пермь – ранний триас, ~ 250 млн лет назад) напряженность поля была значительно ниже, чем в течение позднего кайнозоя. Из этого следует, что мезозойская эра низкой напряженности геомагнитного поля простирается вглубь времен, по крайней мере до пермско-триасового рубежа.

Однако за последнее десятилетие опубликован ряд работ [15–19], в которых получены высокие значения $H_{др}$ в мезозое (некоторые даже выше современного). Опираясь прежде всего на собственные результаты, авторы этих работ утверждают, что мезозойская эра низкой напряженности геомагнитного поля в реальности не существовала, и в частности, величина поля в меловом периоде была сравнима с современной, а временами могла быть даже выше её.

Кроме того, недавно опубликована работа Бланко с соавторами [20] по пермо-триасовым силлам Виллюйского региона, где получены достаточно высокие средние значения поля по сравнению с результатами для того же периода других авторов [11–14]. Бланко с соавторами [20] делают противоположный этим работам вывод: на границе пермь – триас поле по величине было близким к современному, а эпоха MDL не распространялась до этого времени. Очевидно, изучение палеонапряжённости новых трапповых разрезов Сибири может внести свои доводы pro или contra гипотезы MDL.

Обозначенные выше геофизические задачи и проблемы побуждают к подробному изучению сибирских трапповых разрезов разных регионов и сравнению получаемых результатов между собой. Мы представляем предварительные результаты определения палеонапряжённости по трём объектам сибирских траппов: разрез Ергалах (Норильский район), тыванкитская и дельканская свиты (Маймеч-Котуйский район).

Объект исследований. Геология

Разрез Ергалах находится в пределах Норильского района Сибирской трапповой провинции, в 15 км к югу от г. Норильск (рис. 1). Разрез включает 12 субгоризонтально залегающих лавовых потоков, относящихся к ивакинской, сыверминской и гудчихинской свитам (нижняя часть туфо-лавовой толщи Норильского района). Лавовые потоки сложены преимущественно базальтами, в состав ивакинской свиты входят также трахибазальты, в состав гудчихинской свиты – пикритовые базальты. Суммарная мощность разреза составляет 65 м. Потоки 6 и 7 (верхний поток ивакинской и нижний поток сыверминской свит) прорваны субпластовым интрузивом Норильск-2 (норильский тип) мощностью 40 м. Возраст ивакинской свиты на основании палеонтологических данных определяется как позднепермский, сыверминская и гудчихинская свиты считаются раннетриасовыми (см., например, [1]).

Тыванкитская и дельканская свиты были опробованы в разрезе на правом берегу р. Маймечи напротив устья р. Коготок (рис. 1). Эти свиты представляют собой среднюю часть пермо-триасового вулканогенного разреза Маймеча-Котуйского района. Разрез включает 42 лавовых потока и 2 интервала, на которых отдельные потоки различить не удалось. Суммарная мощность разреза – около 380 м. Потоки 1–34 относятся к тыванкитской свите, потоки 35–42 и интервал выше 42-го потока – к дельканской свите. Тыванкитская свита сложена базальтами, долеритами и трахибазальтами; дельканская свита – главным образом щелочными ультраосновными вулканитами: авгититами и меланефелинитами. Возраст тыванкитской и дельканской свит определяется как раннетриасовый на основании уран-свинцовых датировок [1].

Палеомагнитные исследования

Опробование исследуемых объектов проводилось в ходе полевых сезонов 2009 г. на р. Маймече и 2010 г. в Норильском районе. Из каждого лавового потока в разрезе Ергалах отбирались 8–12 ориентированных образцов, в разрезе тыванкитской – дельканской свит на р. Маймече – 4–6 ориентированных образцов. Из интервалов с неразличимыми лавовыми потоками в разрезе на р. Маймече образцы отбирались через 1–1.5 м по мощности. Лабораторные палеомагнитные исследования проводились в етромагнитной лаборатории геологического факультета Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова и в лаборатории Главного геомагнитного поля и петромагнетизма Института физики Земли РАН в соответствии со стандартной методикой [21–23]. Все образцы были подвергнуты детальной температурной магнитной чистке, которая в большинстве случаев выполнялась до 580–625 °С. Число шагов чистки составляло 12–17. Для размагничивания образцов использовались немагнитные печи с величиной нескомпенсированного поля не более 5–10 нТл. Измерения остаточной намагниченности образцов производились на спин-магнитометрах JR-6 (AGICO, Чехия). Обработка измерений остаточной намагниченности выполнялась при помощи пакета программ Энкина [24] и Remasoft [25], использующих при выделении компонент намагниченности метод PCA [26].

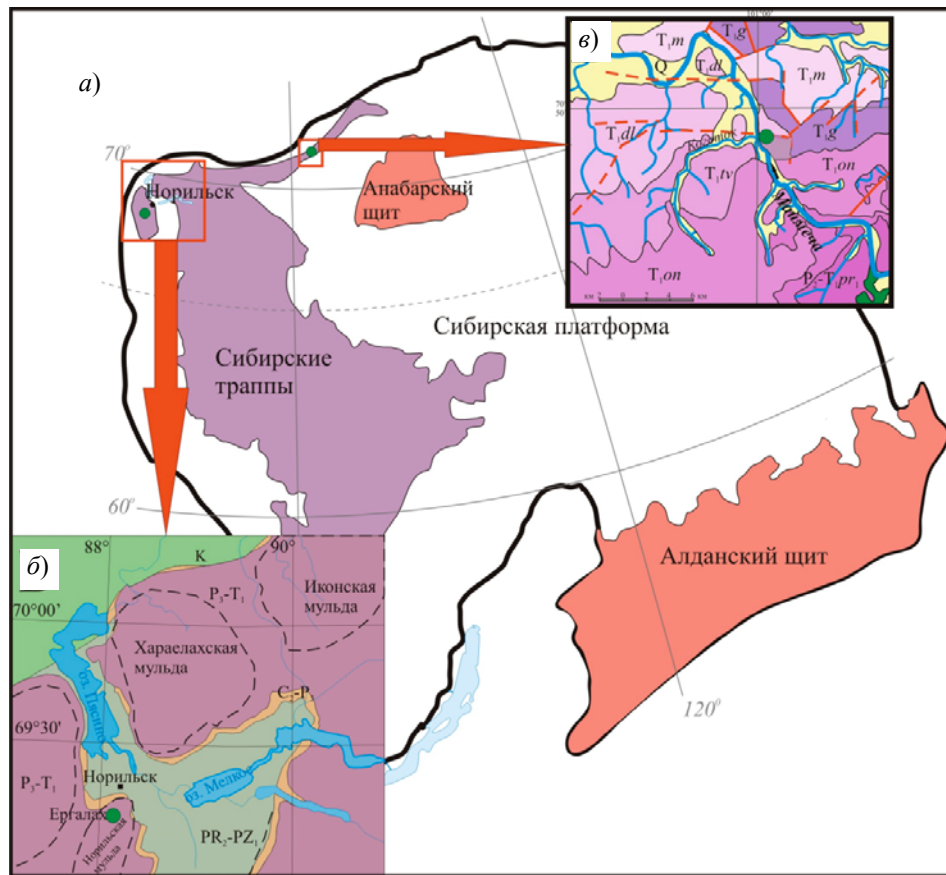


Рис. 1. *a* – местоположение изученных разрезов на Сибирской платформе; *б* – геологическая схема Норильского района; *в* – геологическая схема района р. Маймечи. P_2-T_{1pr} – правобоярская свита; T_{1on} – онкучакская свита; T_{1tv} – тыванкитская свита; T_{1dl} – дельканская свита; T_{1m} – маймечинская свита; T_{1g} – дуниты Гулинского массива

Большинство образцов характеризуется ясным палеомагнитным сигналом, и палеомагнитные направления удалось выделить во всех исследованных лавовых потоках. При температурной чистке в большинстве случаев у NRM образцов обнаруживаются две компоненты. Низкотемпературная составляющая разрушается к 250–300 °С и имеет близкие к современным направления, что позволяет предположить ее вязкую природу. Высокотемпературная (характеристическая – ChRM) компонента в образцах разреза Ергалах разрушается, как правило, в температурном интервале 400–630 °С. Исключением являются потоки 4 и 5 ивакинской свиты этого разреза, где высокотемпературная компонента в ряде образцов выделяется при более низких температурах (300–500 °С). В образцах дельканской свиты высокотемпературная компонента разрушается в интервале 380–600 °С, в образцах тыванкитской свиты – 400–625 °С. Типичные диаграммы Зийдервельда и распределение средних направлений по потокам показаны на рис. 2 (разрез Ергалах) и рис. 3 (тыванкитская и дельканская свиты).

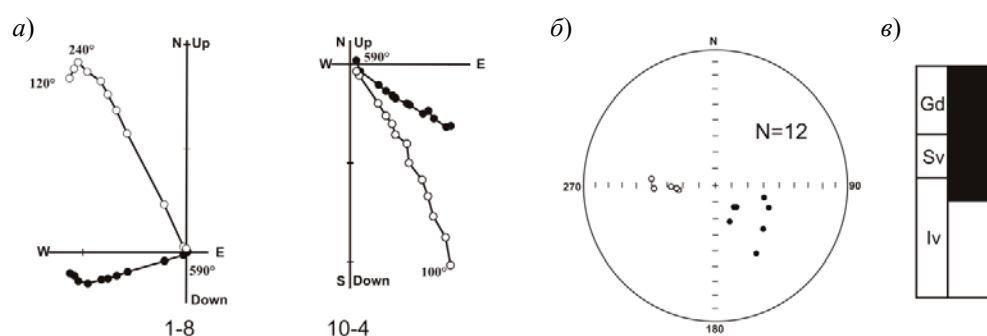


Рис. 2. Результаты палеомагнитных исследований разреза Ергалах: *a* – типичные диаграммы Зийлервельд, образец 1-8 – ивакинская свита, образец 10-4 – гудчихинская свита; *б* – средние палеомагнитные направления по потокам; *в* – магнитная полярность в разрезе Ергалах, Iv – ивакинская свита, Sv – сыверминская свита, Gd – гудчихинская свита

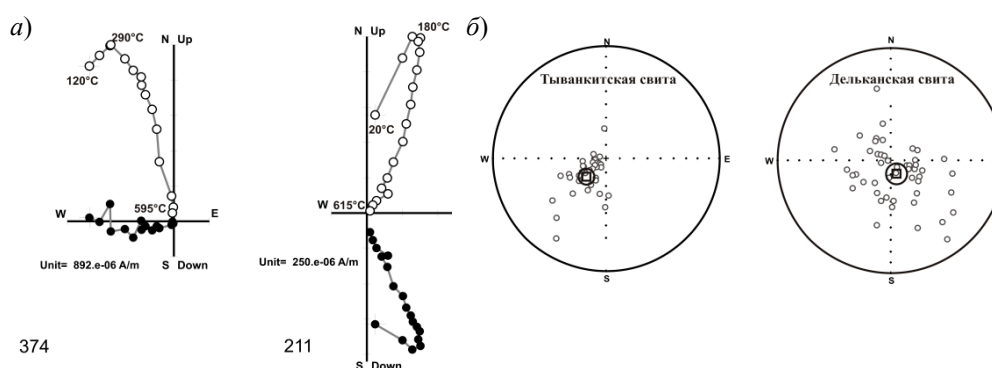


Рис. 3. Результаты палеомагнитных исследований разреза р. Маймечи: *a* – типичные диаграммы Зийдервельда для образцов тыванкитской (№ 374) и дельканской (№ 211) свит; *б* – распределение средних направлений по потокам

Результаты температурной чистки показали, что все лавовые потоки тыванкитской и дельканской свит намагничены в обратной полярности. В разрезе Ергалах потоки 1–5 (ивакинская свита) намагничены в обратной полярности. Вышележащие потоки 6–7 (ивакинская – сыверминская свиты) намагничены в прямой полярности и имеют палеомагнитные направления, статистически неразличимые с прорывающим их интрузивом Норильск-2 (рис. 3, *в*). Это дает основания предполагать, что потоки 6–7 перемагничены при внедрении интрузива. Все вышележащие потоки сыверминской (8–9) и гудчихинской (10–12) свит намагничены в прямой полярности.

Как отмечалось во Введении, для объяснения процесса формирования траппов в работе [2] предложены гипотеза пульсов и соответствующая методика выделения пульсов и индивидуальных палеонаправлений. Эта методика была опробована на трапповых разрезах Норильского и Маймеча-Котуйского районов [27] и была использована для обработки обсуждаемых здесь данных. В разрезе Ергалах были выделены дирекционные группы, включающие несколько смежных лавовых потоков со статистически неразличимыми палеомагнитными направлениями, и отдельные потоки с индивидуальными направлениями, значимо

отличающиеся от смежных. Всего в разрезе Ергалах выделены 4 дирекционные группы (пульсы P1–P4) и 3 индивидуальных направления (ID1–ID3). Дирекционные группы соответствуют пульсам вулканической активности длительностью не более 300–400 лет, а индивидуальные направления – единичным вулканическим извержениям, длительность которых не превышает 100 лет. Подробно методика выделения пульсов и оценка длительности этих событий описаны в работе [2].

Определение палеонапряжённости

Описание эксперимента. Значительная часть образцов, по которым были получены надёжные определения палеонаправлений, была передана в лабораторию древнего геомагнитного поля Геофизической обсерватории «Борок» ИФЗ РАН. Образцы распиливались на сантиметровые кубики, и с ними далее проводился полный комплекс экспериментов по исследованию их магнитных и термомагнитных свойств и определению палеонапряжённости. Подробное описание всех деталей экспериментов имеется в статье [14], здесь обозначим базовые моменты.

Стабильность магнитных свойств пород к нагревам оценивалась по серии кривых $M_{si}(T)$, снимаемых при нагревах до последовательно возрастающих температур T_i {200, 300, 400, 500, 600, 700}°C. Нагревы выполнялись на магнитных весах во внешнем магнитном поле 450 мТл.

Доменная структура ферромагнитных зёрен – носителей остаточной намагниченности – оценивалась по диаграмме Дзя [28]. Для этого при комнатной температуре T_0 снимались петли гистерезиса индуктивной намагниченности $M(H)$ и остаточной намагниченности насыщения $M_{rs}(H)$, создававшихся во внешнем магнитном поле $H \sim 0.45$ Тл. После введения поправки на парамагнитную составляющую по петлям определялись магнитные параметры образцов – M_s , M_{rs} , коэрцитивная сила H_c и остаточная коэрцитивная сила H_{cr} , рассчитывались характеристические параметры M_{rs}/M_s , H_{cr}/H_c , и строилась диаграмма Дзя: M_{rs}/M_s по отношению к H_{cr}/H_c .

Основным методом определения палеонапряжённости была процедура Телье – Коэ [29, 30] с выполнением проверочных нагревов до более низких температур (процедура “pTRM-check”) после каждых двух температурных циклов. При создании лабораторных pTRM использовалось лабораторное поле $H_{\text{лаб}} = 20$ мкТл, в отдельных случаях, для дополнительной проверки результатов, величина поля менялась на 10 или 30 мкТл. Для нагревов использовались два прибора: трёхкомпонентный термомагнитометр конструкции Виноградова чувствительностью 10^{-8} Ам² и маленькая печь в магнитном экране. В последнем случае намагниченность измерялась на спин-магнитометре JR-6 чувствительностью 10^{-10} Ам². В целом каждый эксперимент Телье включал в себя 15–20 температурных шагов и 5–8 нагревов “pTRM-check”.

Ниже будут обсуждаться свойства только тех образцов, которые после анализа всех полученных результатов были использованы для оценки $H_{\text{др}}$ и вошли в табл. 1.

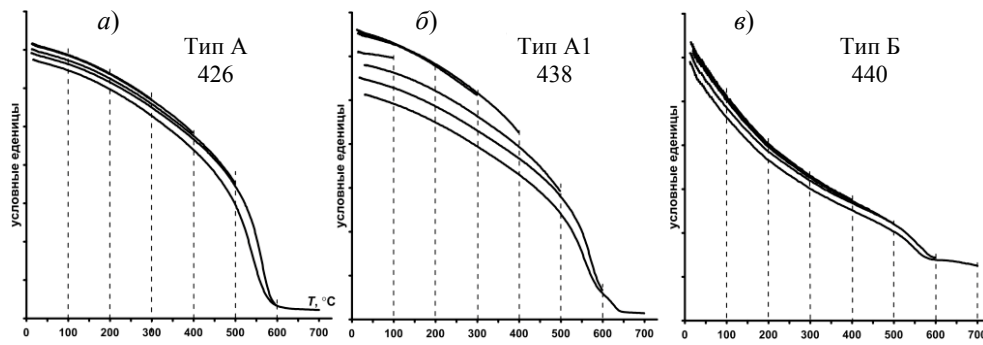


Рис. 4. Типичные кривые изменения с температурой намагниченности насыщения $M_{si}(T)$ при последовательных нагревах образцов до возрастающих температур T_i . Образцы 426 (а), 438 (б), 440 (в) тыванкитской свиты

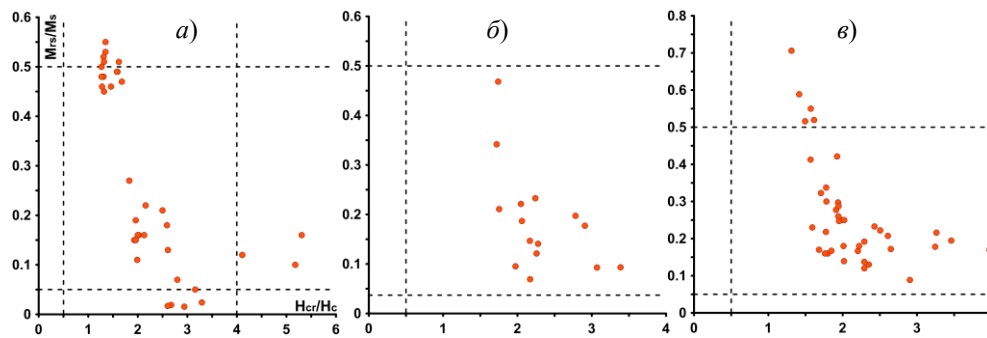


Рис. 5. Диаграммы Дзя: M_{Ts}/M_s по отношению к H_{cr}/H_c : а – разрез Ергалах; б –дельканская свита; в – тыванкитская свита

Терромагнитные свойства пород, оценка доменной структуры. Образцы всех трёх исследуемых разрезов по своим магнитным свойствам и их стабильности к нагревам не сильно различаются от разреза к разрезу. Серии кривых $M_{si}(T)$ этих образцов по своему виду распадаются на три типа: тип А (рис. 4, а) – кривые стабильные, мало меняются от нагрева к нагреву, температура Кюри образцов близка магнетитовой; тип А1 (рис. 4, б) – кривые похожи на тип А, но наблюдаются небольшие изменения при нагревах выше 400 °С; тип Б (рис. 4, в) – намагниченность насыщения M_s слабая, наблюдается заметная по величине парамагнитная составляющая, но при этом кривые стабильные, мало меняются от нагрева к нагреву. У основной массы образцов преобладает тип А или А1 кривых $M_{si}(T)$, но есть отдельные потоки, где у образцов наблюдаются кривые $M_{si}(T)$ типа Б. Значения характеристических параметров M_{Ts}/M_s , H_{cr}/H_c образцов меняются в пределах 0.2–0.4 и 1.5–3 соответственно, что указывает на однодоменный или малый псевдооднодоменный размер зёрен-носителей остаточной намагниченности (рис. 5). Напомним, что для магнетита у однодоменных зёрен – $M_{Ts}/M_s \geq 0.5$, $H_{cr}/H_c \approx 1$ и у многодоменных $M_{Ts}/M_s \leq 0.05$, $H_{cr}/H_c \geq 4$.

Определение палеонапряжённости. Результаты сведены в табл. 1. Во втором столбце таблицы показаны число штуфов (N) и общее число кубиков (n), включая кубики-дубли, использованные для оценки $H_{др}$ в каждом отдельном потоке. В третьей колонке приведены значения $H_{др}$, осреднённые по n образцам

Табл. 1

Результаты определения палеонапряжённости

Поток	N/n	$H_{др}(ср)$, мкТл	Стандарт- ная ошибка, мкТл	Стандарт- ное откло- нение, мкТл	Палеона- клонение $I_{др}$, град	VDM, $\times 10^{22}$ Ам ²
Тыванкитская свита						
1	2/4	11.0	1.6	3.3	-77.9	1.52
2	4/7	14.6	2.2	5.9	-81.2	1.95
3	3/4	17.4	2.1	4.1	-80.4	2.34
4	2/3	12.5	2.1	6.1	-70.1	1.90
5	3/5	19.4	2.3	5.0	-72.9	2.81
6	1/1	12.3			-82.3	1.63
7	2/3	18.5	1.1	1.9	-63.5	3.02
8	2/3	12.6	2.1	3.7	-83.3	1.67
9	1/1	12.1			-81.6	1.61
10	1/1	9.9			-82.7	1.31
12	1/2	9.9	0.6	0.8	-80.8	1.33
15	1/1	11.3				
16	1/2	21.7	1.5	2.1	-64.5	3.50
17	1/2	9.1	0.6	0.9		
23	1/2	11.8	1.8	2.5	-39.7	2.54
25	1/1	24.6			-55.1	4.47
26	1/1	15.8			60.4	2.69
Дельканская свита						
Среднее	5/7	9.3	2.9	7.6	-79.8	1.26
Разрез Ергалах						
1	8/15	10.3	1.4	4.9	-62.7	1.70
2	1/1	18.3			-67.2	2.86
3	7/12	14.6	2.3	8.0	-66.2	2.29
4	3/3	2.6	0.3	0.6	-50.1	0.51
5	3/3	1.7	0.4	0.7	-51.2	0.32
6	5/9	19.4	1.1	3.2	71.4	2.85
7	7/9	22.3	2.0	6.1	72.6	3.24
8	1/1	29.6			66.3	4.66

каждого потока. Далее для каждого потока, используя палеонаклонения ($I_{др}$, град), полученные при палеомагнитных исследованиях этих коллекций, были посчитаны соответствующие значения VDM (крайний правый столбец табл. 1).

Примеры типичных диаграмм Араи – Нагата и диаграмм Зийдервельда (в координатах образца), построенных по данным процедуры Телье, приведены на рис. 6.

Изменение $H_{др}$ и VDM от потока к потоку тыванкитской свиты показаны на рис. 7, а и б соответственно. Из табл. 1 видно, что по большинству потоков тыванкитской свиты оценка $H_{др}$ сделана по 1–2 образцам, что статистически явно недостаточно с точки зрения надёжности результата. Поэтому на рис. 7 сплошная линия соединяет потоки, где для оценки $H_{др}$ число использованных образцов $n \geq 3$, а пунктирная – потоки, где $n < 3$.

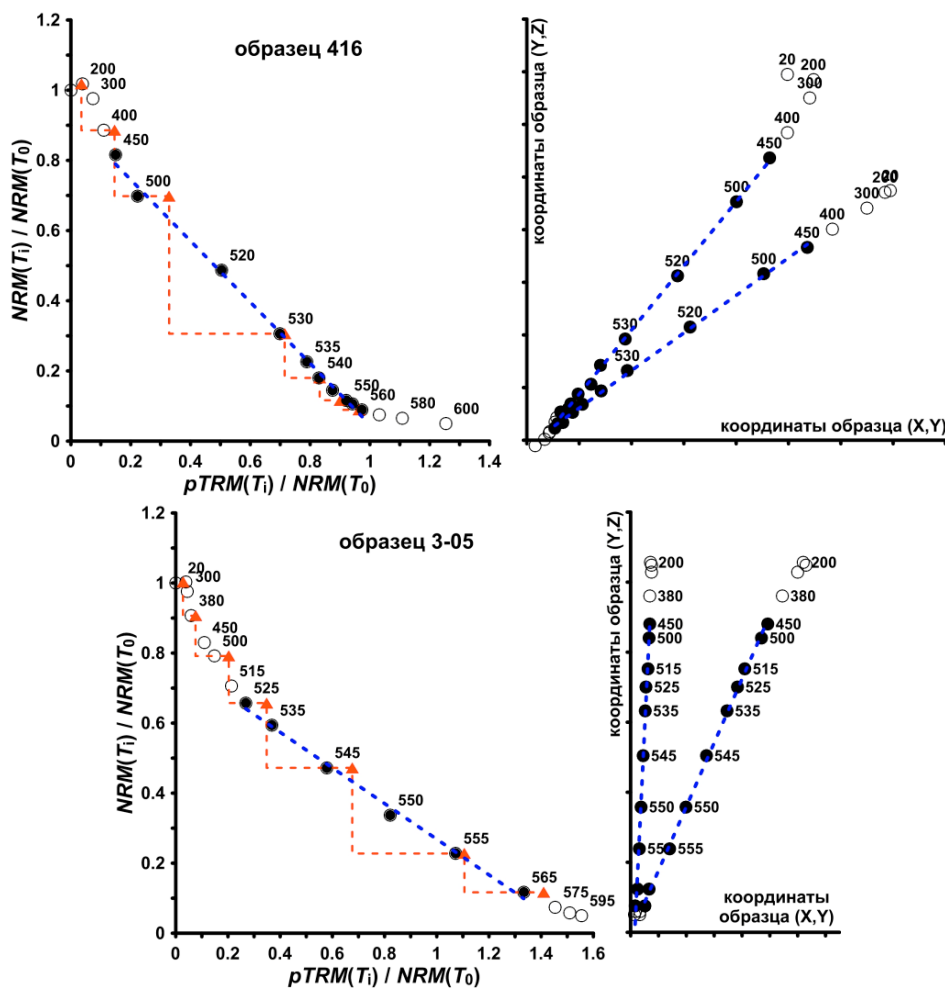


Рис. 6. Диаграммы Арай – Нагата (слева) и Зийдervельда (в координатах образца, справа) для образцов № 416 (тыванкитская свита) и № 3-05 (разрез Ергалах)

По палеомагнитным данным разреза Ергалах удалось выделить дирекционные группы: пульсы P1– потоки 1–3, P2 – потоки 4–5, P3 – потоки 6–7 и индивидуальное направление ID1 – поток 8. Следуя этим результатам, были рассчитаны средние значения $H_{др}$ и VDM для пульсов P1–P3 и ID1 (табл. 2). Для тыванкитской и дельканской свит были посчитаны средние значения $H_{др}$ и VDM в целом по всем потокам (показаны в табл. 2).

Обсуждение результатов

Сначала обсудим полученные результаты по разрезу Ергалаху. Как указывалось выше, по стратиграфическим и палеомагнитным данным потоки 1–6 этого разреза относят к ивакинской свите (по возрасту – поздняя пермь), намагниченность этих пород обратной полярности. Вышележащие потоки (7–12) относят к триасу, и намагниченность их пород прямой полярности. Но два потока – 6-й (ивакинская свита) и 7-й (сыверминская свита) – перемагничены интрузивом Норильск-2, и по возрасту время приобретения ими остаточной намагниченности

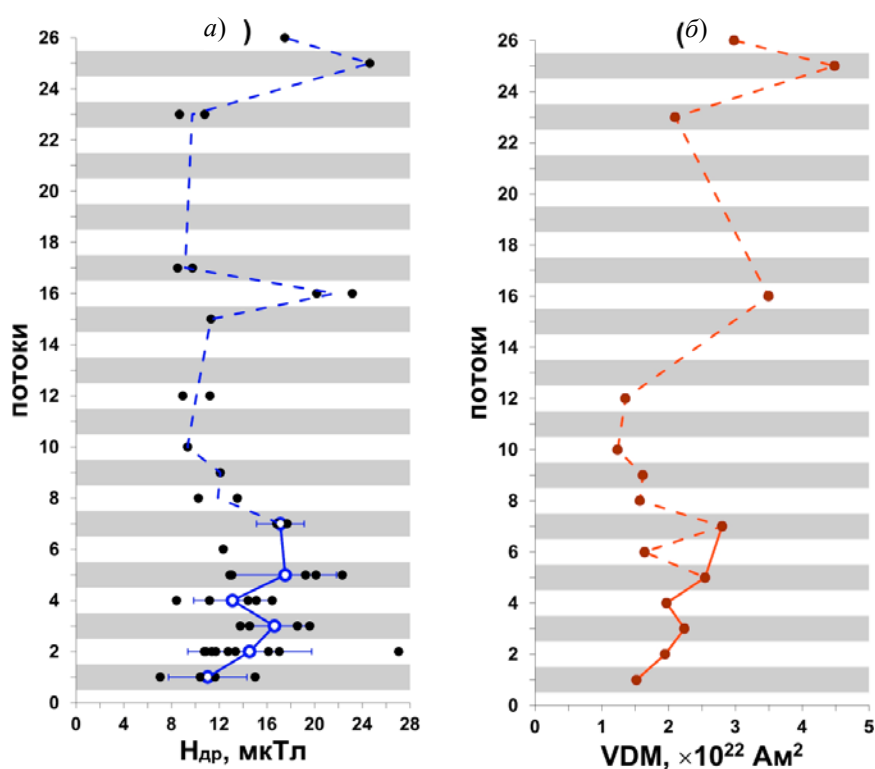


Рис. 7. Изменение $H_{др}$ (а) и VDM (б) от потока к потоку для тыванкитской свиты; а) черными кружками отмечены значения $H_{др}$ отдельных образцов потока, белыми – среднее $H_{др}$ по потоку. Сплошная линия соединяет потоки, где число использованных образцов $n \geq 3$, пунктирная – потоки, где $n < 3$

Табл. 2

Средние значения $H_{др}$ и VDM по 17 потокам тыванкитской свиты, дельканской свите и для пульсов разреза Ергалах

Объекты		$H_{др}$ (ср), мкТл	Стандартная ошибка, мкТл	Стандартное отклонение, мкТл	Палеонаклонение $I_{др}$, град	VDM, $\times 10^{22}$ Ам ²
Тыванкитская свита 17 потоков		14.4	1.1	4.5		2.29
Дельканская свита		9.3	2.9	7.6	-79.8	1.26
Разрез Ергалах						
P1	потоки 1–3	14.4	2.3	4.0	-65.4	2.28
P2	потоки 4–5	2.4	0.35	0.65	-50.6	0.46
P3	потоки 6–7	20.9	1.4	2.0	72.0	3.05
ID1	поток 8	29.6			66.3	4.66

сопоставляется с возрастом намагниченности вышележащих свит – мокулаевской и/или моронговской – других разрезов Норильского региона.

Интересно посмотреть, как результаты по палеонапряжённости сопрягаются с этими палеомагнитными данными. Из табл. 1 легко видеть, что в представленных там результатах выделяются следующие группы: потоки 1–3 ($H_{др} \approx 14.4$ мкТл), потоки 4–5 ($H_{др} \approx 2.4$ мкТл) и потоки 6–7 ($H_{др} \approx 20.9$ мкТл). Существенно, что

группировка потоков по величине палеонапряжённости совпадает с выделением пульсов (напомним, что пульсы P1 представляют потоки 1–3, P2 – потоки 4–5, P3 – потоки 6–7). Что же касается перемагниченных потоков 6 и 7, то сравнение данных $H_{др}$, новых по Ергалаху и полученных ранее для других трапповых разрезов Норильского региона [12, 13] показывает, что оценки $H_{др}$ для пульса P3 близки по своим значениям к $H_{др}$ моронговской свиты. Это обстоятельство позволяет сопоставить потоки 6 и 7 (пульс P3) разреза Ергалах именно с этой свитой.

Ивакинская свита, по стратиграфическим и палеомагнитным данным, находится непосредственно ниже границы пермь – триас и предвывает инверсию магнитного поля с обратной полярности на прямую. В этой связи обращают на себя внимание низкие (14.4 мкТл) и крайне низкие (2.4 мкТл) значения $H_{др}$ для пульсов P1 и P2 ивакинской свиты. Можно предположить, что в ивакинской свите разреза Ергалах записано понижение величины геомагнитного поля перед инверсией поля (или в ее начале), происшедшей на самом раннем этапе формирования норильской туфолавовой толщи.

По трём изученным объектам (тыванкитская и дельканская свиты, разрез Ергалах) полученные значения VDM меняются в пределах $(0.4–4.7) \cdot 10^{22}$ Ам² (с дисперсией $\sim 0.9 \cdot 10^{22}$ Ам²), что заметно ниже среднего VDM ($\sim 8 \cdot 10^{22}$ Ам²) в течение позднего кайнозоя. Этот результат вполне согласуется с полученными ранее данными для $H_{др}$ и VDM по разрезам сибирских траппов Норильского и Маймеча-Котуйского регионов [11–14] и является доводом в пользу справедливости гипотезы MDL.

Заключение

Продолжены исследования сибирских траппов на представительной коллекции образцов (> 110 шт.), отобранных из разрезов двух территориально разнесенных трапповых регионов: разреза Ергалах (Норильский район Сибирской трапповой провинции) и тыванкитской и дельканской свит (средняя часть пермь-триасового вулканогенного разреза Маймеча-Котуйского района). Изучены магнитные и термомагнитные свойства образцов, проведены определения палеонапряжённости по методу Телье с выполнением процедуры “check-points”, с помощью которой отслеживаются возможные химические изменения пород в процессе эксперимента. Для 68 образцов (больше 100 кубиков, считая кубики-дубли) получены определения палеонапряжённости $H_{др}$, отвечающие современным критериям надёжности. Величина $H_{др}$ по трём изученным объектам меняется в пределах 10–25 мкТ, что поддерживает гипотезу MDL (существования низкого геомагнитного поля на границе пермь – триас). Тот факт, что вариации полученных значений $H_{др}$ не выходят за пределы ошибок её определения, может указывать на стационарный характер поведения поля в период формирования разреза. Низкие и крайне низкие величины $H_{др}$ (14.4 и 2.4 мкТ) по 5 лавовым потокам разреза Ергалах могут быть связаны с резким понижением палеонапряжённости перед инверсией земного поля (или в ее начале), имевшей место на самом раннем этапе формирования норильской туфолавовой толщи.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 13-05-00235а, 13-05-12030).

Литература

1. *Kamo S.L., Czamanske G.K., Amelin Y., Fedorenko V.A., Davis D.W., Trofimov V.R.* Rapid eruption of Siberian flood-volcanic rocks and evidence for coincidence with the Permian–Triassic boundary and mass extinction at 251 Ma // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 2003. – V. 214, No 1–2. – P. 75–91. – doi: 10.1016/s0012-821x(03)00347-9.
2. *Chenet A.-L., Fluteau F., Courtillot V., Gérard M., Subbarao K.V.* Determination of rapid Deccan eruptions across the Cretaceous-Tertiary boundary using paleomagnetic secular variation: Results from a 1200-m-thick section in the Mahabaleshwar escarpment // *J. Geophys. Res.* – 2008. – V. 113, No B4. – Art. B04101, P. 1–27. – doi: 10.1029/2006jb004635.
3. *Большаков А.С., Солодовников Г.М.* Напряжённость геомагнитного поля в Армении в поздней юре и раннем мелу // *Изв. АН СССР. Физика Земли.* – 1983. – № 12. – С. 82–90.
4. *Prevot M., Derder M.E.-M., McWilliams M., Thompson J.* Intensity of the Earth's magnetic field: Evidence for a Mesozoic dipole low // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 1990. – V. 97, No 1–2. – P. 129–139. – doi: 10.1016/0012-821x(90)90104-6.
5. *Tanaka H., Kono M., Uchimura H.* Some global features of palaeointensity in geological time // *Geophys. J. Int.* – 1995. – V. 120, No 1. – P. 97–102. – doi: 10.1111/j.1365-246X.1995.tb05913.x.
6. *Pick T., Tauxe L.* Geomagnetic palaeointensities during the Cretaceous normal superchron measured using submarine basaltic glass // *Nature.* – 1993. – V. 366, No 6452. – P. 238–242. – doi: 10.1038/366238a0.
7. *Perrin M., Shcherbakov V.P.* Paleointensity of the Earth's magnetic field for the past 400 Ma: Evidence for a dipole structure during the Mesozoic low // *J. Geomagn. Geoelectr.* – 1997. – V. 49, No 4. – P. 601–614.
8. *Juarez M.T., Tauxe L., Gee J.S., Pick T.* The intensity of the Earth's magnetic field over the past 160 million years // *Nature.* – 1998. – V. 394, No 6696. – P. 878–881. – doi: 10.1038/29746.
9. *Kosterov A.A., Perrin M., Glen J.M., Coe R.S.* Paleointensity of the Earth's magnetic field in Early Cretaceous time: The Paraná Basalt, Brazil // *J. Geophys. Res.* – 1998. – V. 103, No B5. – P. 9739–9753. – doi: 10.1029/98jb00022.
10. *Thomas D.N., Biggin A.J.* Does the Mesozoic dipole low really exist? // *Eos, Trans., AGU.* – 2003. – V. 84, No 11. – P. 97, 103–104. – doi: 10.1029/2003eo110002.
11. *Солодовников Г.М.* Палеонапряжённость геомагнитного поля в раннем триасе // *Физика Земли.* – 1994. – № 9. – С. 72–79.
12. *Heunemann C., Krása D., Soffel H.C., Gurevitch E., Bachtadse V.* Directions and intensities of the Earth's magnetic field during a reversal: results from the Permo-Triassic Siberian trap basalts, Russia // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 2004. – V. 218, No 1–2. – P. 197–213. – doi: 10.1016/s0012-821x(03)00642-3.
13. *Щербакова В.В., Щербаков В.П., Водовозов В.В., Сычева Н.К.* Палеонапряжённость на границе пермь – триас и в поздней перми // *Физика Земли.* – 2005. – № 11. – С. 79–94.
14. *Щербакова В.В., Коваленко Д.В., Щербаков В.П., Жидков Г.В.* Палеонапряжённость геомагнитного поля в мелу (по меловым породам Монголии) // *Физика Земли.* – 2011. – № 9. – С. 31–47.
15. *Selkin P.A., Tauxe L.* Long-term variations in palaeointensity // *Philos. Trans. R. Soc. Lond. A.* – 2000. – V. 358, No 1768. – P. 1065–1088. – doi: 10.1098/rsta.2000.0574.
16. *Tarduno J.A., Cottrell R.D., Smirnov A.V.* High geomagnetic intensity during the mid-Cretaceous from Thellier analyses of single plagioclase crystals // *Science.* – 2001. – V. 291, No 5509. – P. 1779–1783. – doi: 10.1126/science.1057519.

17. *Goguitchaichvili A., Alva Valdivia L.M., Urrutia Fucugauchi J., Morales Contreras J., Ferreira Lopes O.* On the reliability of Mesozoic Dipole Low: New absolute paleointensity results from Paraná Flood Basalts (Brazil) // *Geophys. Res. Lett.* – 2002. – V. 29, No 13. – Art. 1655, P. 33-1–33-4. – doi: 10.1029/2002gl015242.
18. *Tauxe L., Staudigel H.* Strength of the geomagnetic field in the Cretaceous Normal Superchron: New data from submarine basaltic glass of the Troodos Ophiolite // *Geochem. Geophys. Geosyst.* – 2004. – V. 5, No 2. – Art. Q02H06, P. 1–16. – doi: 10.1029/2003gc000635.
19. *Tarduno J.A., Cottrell R.D.* Dipole strength and variation of the time-averaged reversing and nonreversing geodynamo based on Thellier analyses of single plagioclase crystals // *J. Geophys. Res.* – 2005. – V. 110, No B11. – Art. B11101, P. 1–10. – doi: 10.1029/2005jb003970.
20. *Blanco D., Kravchinsky V.A., Valet J.-P., Ali A., Potter D.K.* Does the Permo-Triassic geomagnetic dipole low exist? // *Phys. Earth Planet. Inter.* – 2012. – V. 204–205. – P. 11–21. – doi: 10.1016/j.pepi.2012.06.005.
21. *Zijderveld J.D.A.* The natural remanent magnetizations of the exeter volcanic traps (Permian, Europe) // *Tectonophysics.* – 1967. – V. 4, No 2. – P. 121–153. – doi: 10.1016/0040-1951(67)90048-0.
22. Палеомагнитология / Под ред. Храмова А.Н. – Л.: Недра. 1982. – 312 с.
23. *Шуинов С.В.* Критерии значимости в палеомагнетизме // *Физика Земли.* – 1999. – № 6. – С. 89–92.
24. *Enkin R.J.* A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data. – Sidney: Pacific Geoscience Center, Geological Survey of Canada, 1994. – 16 p.
25. *Chadima M., Hroudá F.* Remasoft 3.0 – a user-friendly paleomagnetic data browser and analyzer // *Travaux Géophysiques.* – 2006. – V. XXVII. – P. 20–21.
26. *Kirschvink J.L.* The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data // *Geophys. J. R. Astron. Soc.* – 1980. – V. 62. – P. 699–718. – doi: 10.1111/j.1365-246X.1980.tb02601.x.
27. *Павлов В.Э., Флуто Ф., Веселовский Р.В., Фетисова А.М., Латышев А.В.* Вековые вариации геомагнитного поля и вулканические пульсы в пермо-триасовых траппах Норильской и Маймеча-Котуйской провинции // *Физика Земли.* – 2011. – № 5. – С. 35–50.
28. *Day R., Fuller M., Schmidt V.A.* Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain-size and compositional dependence // *Phys. Earth Planet. Inter.* – 1977. – V. 13, No 4. – P. 260–267. – doi: 10.1016/0031-9201(77)90108-x.
29. *Thellier E., Thellier O.* Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique // *Ann. Geophys.* – 1959. – T. 15, F. 3. – P. 285–376.
30. *Coe R.S.* The determination of paleo-intensities of the Earth's magnetic field with emphasis on mechanisms which could cause non-ideal behavior in Thellier's method // *J. Geomagn. Geoelectr.* – 1967. – V. 19, No 3. – P. 157–179.

Поступила в редакцию
20.12.13

Щербакова Валентина Васильевна – кандидат физико-технических наук, ведущий научный сотрудник лаборатории древнего геомагнитного поля, Геофизическая обсерватория «Борок» ИФЗ РАН, пос. Борок, Ярославская обл., Россия.

E-mail: valia@borok.yar.ru

Жидков Григорий Викторович – научный сотрудник, Геофизическая обсерватория «Борок» ИФЗ РАН, пос. Борок, Ярославская обл., Россия.

E-mail: grigor@borok.yar.ru

Щербakov Валерий Прохорович – доктор физико-технических наук, заведующий лабораторией древнего геомагнитного поля, Геофизическая обсерватория «Борок» ИФЗ РАН, пос. Борок, Ярославская обл., Россия.

E-mail: shcherb@borok.yar.ru

Латышев Антон Валерьевич – кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник лаборатории главного геомагнитного поля и петромагнетизма, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия.

E-mail: anton.latyshev@gmail.com

Фетисова Анна Михайловна – кандидат геолого-минералогических наук, сотрудник кафедры динамической геологии геологического факультета, Московский государственный университет им. Ломоносова, г. Москва, Россия.

E-mail: anna-fetis@yandex.ru

* * *

PALEOINTENSITY DETERMINATIONS ON THE SECTIONS OF THE SIBERIAN TRAPS OF THE MAIMECHA-KOTUI AND NORILSK PROVINCES (Preliminary Results)

V.V. Shcherbakova, G.V. Zhidkov, V.P. Shcherbakov, A.V. Latyshev, A.M. Fetisova

Abstract

Paleointensity determinations satisfying modern criteria of reliability are obtained on a representative collection of samples (> 100 pcs.) selected from the sections of two geographically remote trap regions: the Eralakh section (Norilsk region, Siberian trap province) and the Tyvankitskaya and Delkanskaya suites (middle part of the Permian-Triassic volcanogenic section, Maimecha-Kotui region). A sweep of paleointensity behavior for 17 Paleozoic lava flows of the Tyvankitskaya suite is built. The paleointensity value at three sites varies within the range of 10–25 μT , while the variations do not go beyond the errors of its determination. This result confirms the hypothesis of the existence of low geomagnetic field at the Permian-Triassic boundary and may indicate the stationary behavior of the field during the formation of the section. The low and extremely low paleointensity values (14.4 and 2.4 μT) obtained from 5 lava flows of the Eralakh section show a sharp drop in the paleointensity value before the inversion of the Earth's field (or at the beginning of the inversion), which took place at the earliest stage of formation of the Norilsk tuff lava section.

Keywords: paleointensity, Siberian traps, Thellier method, MDL hypothesis.

References

1. Kamo S.L., Czamanske G.K., Amelin Y., Fedorenko V.A., Davis D.W., Trofimov V.R. Rapid eruption of Siberian flood-volcanic rocks and evidence for coincidence with the Permian–Triassic boundary and mass extinction at 251 Ma. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2003, vol. 214, no. 1–2, pp. 75–91. doi: 10.1016/s0012-821x(03)00347-9.
2. Chenet A.-L., Fluteau F., Courtillot V., Gérard M., Subbarao K.V. Determination of rapid Deccan eruptions across the Cretaceous-Tertiary boundary using paleomagnetic secular variation: Results from a 1200-m-thick section in the Mahabaleshwar escarpment. *J. Geophys. Res.*, 2008, vol. 113, no. B4, Art. B04101, pp. 1–27. doi: 10.1029/2006jb004635.
3. Bolshakov A.S., Solodovnikov G.M. Geomagnetic field intensity in Armenia in the Late Jurassic and Early Cretaceous. *Izv. Acad. Sci. USSR. Phys. Solid Earth*, 1983, vol. 19, pp. 976–982.
4. Prevot M., Derder M.E.-M., McWilliams M., Thompson J. Intensity of the Earth's magnetic field: Evidence for a Mesozoic dipole low. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1990, vol. 97, no. 1–2, pp. 129–139. doi: 10.1016/0012-821x(90)90104-6.
5. Tanaka H., Kono M., Uchimura H. Some global features of palaeointensity in geological time. *Geophys. J. Int.*, 1995, vol. 120, no. 1, pp. 97–102. doi: 10.1111/j.1365-246X.1995.tb05913.x.

6. Pick T., Tauxe L. Geomagnetic palaeointensities during the Cretaceous normal superchron measured using submarine basaltic glass. *Nature*, 1993, vol. 366, no. 6452, pp. 238–242. doi: 10.1038/366238a0.
7. Perrin M., Shcherbakov V.P. Paleointensity of the Earth's magnetic field for the past 400 Ma: Evidence for a dipole structure during the Mesozoic low. *J. Geomagn. Geoelectr.*, 1997, vol. 49, no. 4, pp. 601–614.
8. Juarez M.T., Tauxe L., Gee J.S., Pick T. The intensity of the Earth's magnetic field over the past 160 million years. *Nature*, 1998, vol. 394, no. 6696, pp. 878–881. doi: 10.1038/29746.
9. Kosterov A.A., Perrin M., Glen J.M., Coe R.S. Paleointensity of the Earth's magnetic field in Early Cretaceous time: The Paraná Basalt, Brazil. *J. Geophys. Res.*, 1998, vol. 103, no. B5, pp. 9739–9753. doi: 10.1029/98jb00022.
10. Thomas D.N., Biggin A.J. Does the Mesozoic dipole low really exist? *Eos, Trans., AGU*, 2003, vol. 84, no. 11, pp. 97, 103–104. doi: 10.1029/2003eo110002.
11. Solodovnikov G.M. Paleointensity of the Early Triassic geomagnetic field. *Izv. Phys. Solid Earth*, 1995, vol. 30, no. 9, pp. 815–821.
12. Heunemann C., Krása D., Soffel H.C., Gurevitch E., Bachtadse V. Directions and intensities of the Earth's magnetic field during a reversal: results from the Permo-Triassic Siberian trap basalts, Russia. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2004, vol. 218, nos. 1–2, pp. 197–213. doi: 10.1016/s0012-821x(03)00642-3.
13. Shcherbakova V.V., Shcherbakov V.P., Vodovozov V.V., Sycheva N.K. Paleointensity at the Permian-Triassic boundary and in the Late Permian. *Izv. Phys. Solid Earth*, 2005, vol. 41, no. 11, pp. 931–944.
14. Shcherbakova V.V., Kovalenko D.V., Shcherbakov V.P., Zhidkov G.V. Paleointensity of the geomagnetic field in the Cretaceous (from Cretaceous rocks of Mongolia). *Izv. Phys. Solid Earth*, 2011, vol. 47, no. 9, pp. 775–791.
15. Selkin P.A., Tauxe L. Long-term variations in palaeointensity. *Philos. Trans. R. Soc. Lond. A*, 2000, vol. 358, no. 1768, pp. 1065–1088. doi: 10.1098/rsta.2000.0574.
16. Tarduno J.A., Cottrell R.D., Smirnov A.V. High geomagnetic intensity during the mid-Cretaceous from Thellier analyses of single plagioclase crystals. *Science*, 2001, vol. 291, no. 5509, pp. 1779–1783. doi: 10.1126/science.1057519.
17. Goguitchaichvili A., Alva Valdivia L.M., Urrutia Fucugauchi J., Morales Contreras J., Ferreira Lopes O. On the reliability of Mesozoic Dipole Low: New absolute paleointensity results from Paraná Flood Basalts (Brazil). *Geophys. Res. Lett.*, 2002, vol. 29, no. 13, Art. 1655, pp. 33-1–33-4. doi: 10.1029/2002gl015242.
18. Tauxe L., Staudigel H. Strength of the geomagnetic field in the Cretaceous Normal Superchron: New data from submarine basaltic glass of the Troodos Ophiolite. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2004, vol. 5, no. 2, Art. Q02H06, pp. 1–16. doi: 10.1029/2003gc000635.
19. Tarduno J.A., Cottrell R.D. Dipole strength and variation of the time-averaged reversing and non-reversing geodynamo based on Thellier analyses of single plagioclase crystals. *J. Geophys. Res.*, 2005, vol. 110, no. B11, Art. B11101, pp. 1–10. doi: 10.1029/2005jb003970.
20. Blanco D., Kravchinsky V.A., Valet J.-P., Ali A., Potter D.K. Does the Permo-Triassic geomagnetic dipole low exist? *Phys. Earth Planet. Inter.*, 2012, vol. 204–205, pp. 11–21. doi: 10.1016/j.pepi.2012.06.005.
21. Zijderveld J.D.A. The natural remanent magnetizations of the exeter volcanic traps (Permian, Europe). *Tectonophysics*, 1967, vol. 4, no. 2, pp. 121–153. doi: 10.1016/0040-1951(67)90048-0.
22. Khramov A.N., Goncharov G.I., Komissarova R.A. Paleomagnetology. Leningrad, Nedra, 1982. 312 p. (In Russian)
23. Shipunov S.V. Tests of significance in paleomagnetism. *Izv. Phys. Solid Earth*, 1999, vol. 35, no. 6, pp. 518–521. (In Russian)
24. Enkin R.J. A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data. Sidney, Pacific Geoscience Center, Geological Survey of Canada, 1994. 16 p.
25. Chadima M., Hroudá F. Remasoft 3.0 – a user-friendly paleomagnetic data browser and analyser. *Travaux Géophysiques*, 2006, vol. XXVII, pp. 20–21.
26. Kirschvink J.L. The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 1980, vol. 62, pp. 699–718. doi: 10.1111/j.1365-246X.1980.tb02601.x.

27. Pavlov V.E., Fluteau F., Veselovskiy R.V., Fetisova A.M., Latyshev A.V. Secular geomagnetic variations and volcanic pulses in the Permian-Triassic traps of the Norilsk and Maimecha-Kotui provinces. *Izv. Phys. Solid Earth*, 2011, vol. 47, no. 5, pp. 402–417.
28. Day R., Fuller M., Schmidt V.A. Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain-size and compositional dependence. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 1977, vol. 13, no. 4, pp. 260–267. doi: 10.1016/0031-9201(77)90108-x.
29. Thellier E., Thellier O. Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique. *Ann. Geophys.*, 1959, T. 15, F. 3, pp. 285–376.
30. Coe R.S. The determination of paleo-intensities of the Earth's magnetic field with emphasis on mechanisms which could cause non-ideal behavior in Thellier's method. *J. Geomagn. Geoelectr.*, 1967, vol. 19, no. 3, pp. 157–179.

Received
December 20, 2013

Shcherbakova Valentina Vasilevna – PhD in Physics and Mathematics, Leading Research Fellow, Paleogeomagnetic Laboratory, Borok Geophysical Observatory, Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Borok, Yaroslavl Region, Russia.

E-mail: valia@borok.yar.ru

Zhidkov Grigoriï Viktorovich – Research Fellow, Borok Geophysical Observatory, Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Borok, Yaroslavl Region, Russia.

E-mail: grigor@borok.yar.ru

Shcherbakov Valerii Prokhorovich – Doctor of Physics and Mathematics, Head of the Paleogeomagnetic Laboratory, Borok Geophysical Observatory, Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Borok, Yaroslavl Region, Russia.

E-mail: shcherb@borok.yar.ru

Latyshev Anton Valerevich – PhD in Geology and Mineralogy, Research Fellow, Laboratory of the Main Geomagnetic Field and Petromagnetism, Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia.

E-mail: anton.latyshev@gmail.com

Fetisova Anna Mikhailovna – PhD in Geology and Mineralogy, Department of Dynamic Geology, Faculty of Geology, Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia.

E-mail: anna-fetis@yandex.ru